

下北半島東部の地質構造について：とくに "下北断層" の意義について

著者	北村 信, 藤井 敬三
雑誌名	東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告
巻	56
ページ	43-56
発行年	1962-08-08
URL	http://hdl.handle.net/10097/33150

下北半島東部の地質構造について

—とくに“下北断層”の意義について—

北 村 信* 藤 井 敬 三**

1. 緒 言

下北半島東部の地質については、戦後東北大学・北海道大学・資源科学研究所および地質調査所などによつて調査研究が行われ、その結果はその都度公表されてきたが、これまでの研究結果と筆者等の研究結果とでは可成り異った点があるので、茲に報告し諸賢の御批判を仰ぐ次第である。

本地域を構成している新第三系は下位より蒲野沢層・泊安山岩質集塊岩・猿ヶ森層・砂子又層よりなり、基盤の中生層を不整合におよって発達し、第四系の田名部層によって不整合におおわれている。猿ヶ森層以上の地層は岩相の側方変化著しく、その原因は堆積環境の相違および沈積作用の変化に依るもので、本地域の基盤の複雑な差別的構造運動に由来したものと考えられる。この構造運動は猿ヶ森層以上の各岩相の時間的空間的な組合せを検討することによって抽出することが出来る。また、この運動の最終的な表現は、本地域のほぼ中央部を NNE~SSW に走る“下北断層”であり、本地域の構造発達史に大きな意義を与えている。

本研究を行うにあたっては、東北大学地質学教室の半沢正四郎名誉教授・今野円蔵教授・畑井小虎教授より有意義な御教示を賜わり、とくに岩井淳一教授には現地で御指導を賜った。ここに深く感謝の意を表する。また、青森県庁水産商工部鉱務係の方々からも種々の便宜を与えられた。茲に厚く御礼申しあげる。

2. 地 質 並 び に 層 序

下北半島東部の地質をもっとも特徴づけているものは、吹越烏帽子・八郎烏帽子より石川台にはほぼ南北に連なる安山岩質集塊岩分布地帯と、その西限を劃する下北断層をへだて、北西部に複背斜構造を示しながら浮き上っている蒲野沢層分布地帯である。吹越烏帽子より石川台に連なる隆起帯は砂子又東方で一時沈降しているが、それより北方では急速に基盤の中生層地塊を露出させ尻屋崎に達している。蒲野沢層は裏日本油田地帯で“女川層”と呼ばれる珪質頁岩・硬質頁岩と全く同一の岩相を示し、時代的にもほぼ同一時期で、脊梁山脈以東の構造発達史に重要な意義を与えている地層である。これら2つの隆起帯を取囲んで猿ヶ森層以上の地層が発達しているのであるが、この2つの隆起帯を境する下北断層の構造運動に支配されて著しく岩相を変化させている。

本地域の地質および層序は第1図および第2図の通りである。

A. 先第三系基盤岩類

本地域の先第三系は片崎山附近より桑畑山を経て尻屋崎にいたる標高 300~400m の地塊を構成

* 東北大学理学部地質学古生物学教室

** 地質調査所仙台駐在員事務所

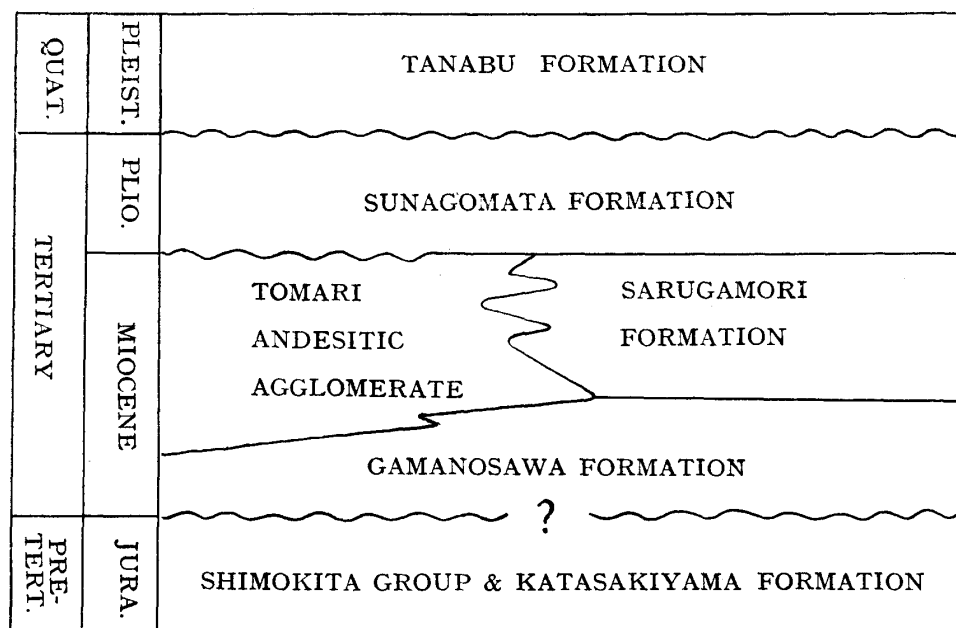


Fig. 2 Stratigraphic diagram of the eastern part of the Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture.

して発達し、長い間化石未発見のため、“古生層”として取扱われてきたが、東北大学小貫義男教授によって *Kobyia shiriyensis* Murata *Microsolenia* spp., *Stromatopora* sp. などの化石が発見され、その時代はジュラ紀であることが判った。その後、東北大学卒業論文として佐藤愼学士はこの地域の層位学的研究を行い、これら先第三系を下位より立町島層・尻屋層・岩屋層および片崎山層に区分し、尻屋層よりさらに *Calamophyllia* ? sp., *Thecosmilia* ? sp. を発見し、上部ジュラ系であることを確証づけた。佐藤愼学士は上記4層を一括して下北層群と命名したが、最近村田正文 (1962) は、片崎山層は分布地域が離れていて、他の三層と直接の層位関係が判らないので、下北層群から除外して取扱っている。

B. 新第三系

蒲野沢層 Gamanosawa Formation : 本層は岩相上、上・下部に二分することが出来、下部は本層特有の板状硬質頁岩を主とするもので、上部はこれに凝灰岩を頻繁に挟在する岩相となる。この上部の岩相は蒲野沢層の全体の構造を把握するに最もよい鍵層ともなり、とくに青平川凝灰岩部層として取扱った。〔模式地〕下北郡東通村蒲野沢より鹿橋に至る間の道沿い一帯。〔分布〕本層は下北断層の西側に主として分布し、蒲野沢南方に複背斜構造を形成して発達するほか上田屋の東南青平川河床・野牛より南方野牛川河床・野牛東方約 1km の地点・南部では今泉川上流二又東方天狗林西麓および東海岸の老部川沿岸などに分布している。〔層位関係〕本層と基盤のジュラ系との関係は明らかではないが、蒲野沢東方 1km の地点で本層の基底に近い部分が露出し、その中に礫岩層を挟在している。この礫岩は千枚岩質粘板岩・硬砂岩・片岩などの礫からなっている。同様の礫岩は、蒲野沢層上部でも東方寄りの地域で挟在しているので、蒲野沢層堆積全期を通じてその東方に基盤が露出したことが推定される。〔岩相〕本層は主として暗灰色の含珪藻質頁岩～シルト岩よりなり、明瞭な板状層理を示し、とくに珪化している部分では 5~20cm 単位に層理に平行して割れる特性をもっている。蒲野沢・桑原附近では細粒砂岩が発達し、青灰色を帯びている。また全体的に凝灰岩の薄層を挟在している。本層最上部には、層理の乏しい凝灰質の珪化作用をうけ

ない柔いシルト岩が発達し、時には浮石を礫状に含有したり、20cm 位の硬質頁岩や粗粒砂岩を挟在している。最上部は全体として非常に砂質となってる傾向が認められる。

青平川凝灰岩部層 Aoberagawa Tuff Member [模式地]: 下北郡東通村上田屋南方青平川河床 [分布] 青平川河床・砂子又西方下北断層に沿った地域・目名川上流・青平川上流より今泉川上流にかけての地帯のほか東海岸の老部川支流李沢などに分布している。[岩相] 本層は主として酸性凝灰岩よりなり、下位より、灰色～黒灰色砂質シルト岩と白色細粒凝灰岩の互層・淡黄褐色～青灰色中粒凝灰岩と細粒凝灰岩の互層・30～100cm 位の厚さで rhythmic に繰返す中粒～細粒青緑色凝灰岩などよりなり、中部の互層中には 30～50cm の concretion の並んだ帯を挟在している。[層位関係] 下北断層以西では蒲野沢層の本体をなす硬質頁岩に整合的に重なっているが、東海岸の老部川支流李沢では下位より蒲野沢層最上部の含珪藻軟質シルト岩・青平川凝灰岩部層の灰色シルト岩と細粒凝灰岩の互層・泊安山岩質集塊岩・斜交葉理砂岩・泊安山岩質集塊岩の順で重なっているのがみられる。また、老部川上流部に注ぐ支流では、むしろ、蒲野沢層最上部の含珪藻軟質シルト岩よりも下位に安山岩質集塊岩が挟在しているので、蒲野沢層上部と泊安山岩質集塊岩は指交の関係にあるものと考えられる。[構造] 蒲野沢層は NE～SW ないし NNE～SSW の走向を有し、30° 内外で NW および SE に傾斜しているのが普通であるが、蒲野沢部落南東ではほぼ垂直に近く、砂子又部落西方では SE に45° 傾斜している。蒲野沢層分布地域は全体的にみて1つの複背斜構造を作っているが、北部に隆起量大きく、南するに従ってその量を減じている。この複背斜構造は4～5背斜と3向斜で構成されるが、これらの小褶曲は軸方向の連続性乏しく、多少雁行状に配列するものの様である。南部の青平川に沿った地域では2つの背斜構造が明瞭に認められ、西部の背斜軸は青平東方約2km 附近を南北に走り、東部の背斜軸は土筆森附近をほぼ南北に走るが、その南方延長は下北断層によって截られている。この2背斜の中央部は南西にピッチした半向斜状構造を示し、青平川凝灰岩部層の分布する地帯となっている。これらの構造は青平川凝灰岩部層の走向傾斜の変化から容易に把握されるのである。青平川凝灰岩部層の層位上の位置づけについては今井功(1961)と可成り喰違いがみられるので茲に若干筆者等の意見を述べておく。今井は蒲野沢層の中部(筆者等の蒲野沢層下部までも含む)が南部地域で側方変化をして白色の酸性細粒凝灰岩になったものであるとし、また、天狗林附近のシルト岩を泊累層の冷水相中の泥岩と見做している。したがって、筆者等が青平川凝灰岩部層として蒲野沢層の上部を代表するものとした凝灰岩を一方では蒲野沢層下部まで指交の関係にあるとし、また一方では泊累層上部にも相当するものであるとしている。筆者等の野外調査の結果では、青平川凝灰岩部層は蒲野沢層上半部を代表するもので、下半部と指交関係にあるものではないと見做している。また、天狗林西麓のシルト岩は明らかに蒲野沢層下部に相当するもので、泊累層とは下北断層で境されている。

泊安山岩質集塊岩 Tomari Andesitic Agglomerate: 本岩は今井(1961)による泊累層の冷水相に相当するものである。[模式地] 下北郡東通村泊附近。[分布] 本調査地域南部より石川台を経て吹越烏帽子に連る山地に広く発達する。[岩相] 本岩は安山岩質集塊岩を主体とし、安山岩熔岩・同質凝灰岩のほか凝灰質シルト岩を挟在する。[層位関係] 本岩は蒲野沢層上部と一部指交関係にあるが全体的には後者と整合漸移の関係にある。このことは、すでに述べたように、東海岸の老部川周辺の事実でも明らかであるし、また、蒲野沢層上部の頁岩が砂質を帯びてくことや、目名川上流で青平川凝灰岩部層の白色塊状凝灰岩の上位に8m 位の厚さで重なる赤緑色安山岩質砂岩が泊安山岩質集塊岩中に挟在する砂岩と岩質的に全く同一であることなどの点でも裏付けされる。

猿ヶ森層 Sarugamori Formation: [模式地] 下北郡東通村旧猿ヶ森炭礦附近。[分布] 旧猿ヶ森炭礦跡・母衣部東方1.5km 附近・北ノ沢中流・下田代より上田代にかけての一带・砂子又南方大作沢附近および小田野沢附近に主として分布している。[岩相] 本層は礫岩・凝灰質シルト岩と砂岩の互層・炭質頁岩・クロスラミナの発達した粗粒砂岩・貝化石および有孔虫化石を含む黒灰

色のシルト岩よりなる。これらの諸岩相の相互関係については筆者等の見解と今井(1961)の見解は一致しているので、今井の見解を引用するに止める。本層は北より猿ヶ森相・田代相(共に筆者等の猿ヶ森層に含まれる)・冷水相(筆者等の泊安山岩質集塊岩に相当する)と層相変化し、各相は互に上下側方変化し、層相変化は南北方向に顕著で、層厚は南に向って著しく増大している。猿ヶ森相は淡水～気水性の相を示しているが田代相は砂岩・泥岩互層が卓越し全般に乱堆積が著しく、冷水相(泊安山岩質集塊岩)は浅海性の火山碎屑物に富む厚い堆積相を示している。このことは、北部の猿ヶ森相と南部の冷水相(泊安山岩質集塊岩)の中間に継続的差別運動があつて、田代相に示されるような斜面型の堆積が生じたものと考えられている。結局この海が二分して、南北に将来砂子又層を堆積させる海となつて残存したと考えられる。〔構造〕猿ヶ森層の一般走向は NE～SW ないし NNE～SSW の緩かな波曲構造を示している。〔化石〕淡水～気水性の猿ヶ森相より *Equisetites* sp., *Metasequoia japonica* (Endo) Miki, *Salix?* sp., *Petrocarya asymmetrica* Kon'no, *Alnus japonica* Sieb. et Zucc., *Acer subpictum* Saporta などの植物化石を産出し、泊安山岩質集塊岩に指交する猿ヶ森層の砂岩の舌部(tongue)より *Angulogerina hughesi*, *Cibicides lobatulus*, *C. pseudoungerianus*, *C. cf. pseudoungerianus*, *Cassidulina orientalis*, *C. cf. orientalis*, *Discopulvinulina cf. isabelleana*, *Elphidiella momiyamaensis*, *Eponides cf. orientalis*, *Hanzawaia nipponica*, *Rotalia cf. beccarii*, *Globigerina angustiumbilocata*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina cf. quadrilatera*, *Globorotalia scitula scitula*, *Globorotaloides variabilis* などの有孔虫化石を産出している。

また、小田野沢・蜷沢・大作沢など猿ヶ森層上部で、しかも、泊安山岩質集塊岩の分布地域に接近した地域からは *Nuculana sadoensis*, *Saccella confusa*, *Portlandia (Megayoldia) sp.*, *Yoldia johanni*, *Anadara sp.*, *Fortipecten n. sp.*, *Clinocardium sp.*, *Macoma tokyoensis*, *M. sector*, *M. sp.*, *Thracia breviformis*, *Batillaria multiformis*, *B. sp.*, *Natica janthostoma* などの貝化石を産出している。

砂子又層 Sunagomata Formation : 〔模式地〕下北郡東通村砂子又附近。〔分布〕砂子又附近より北方野牛を経て津軽海峡沿岸に延びる地帯・蒲野沢複背斜構造西側地域および今泉川以南陸奥湾に面した地域の三地区に分れて分布する。〔岩相〕本層は斜交葉理の発達した黄色の浮石質凝灰質砂岩を主体とし、礫岩・シルト岩を挟在する。本層は地区毎にある程度層相を異にし、模式地および蒲野沢複背斜構造西縁部では本層の本質的岩相を示しているが、北部および南部に遠ざかるに従つて岩相が変化している。これらの状態は第3図および第4図に示した通りである。また、これらの岩相変化をより明瞭に示すために、野牛細粒砂岩部層・汐崎礫岩部層・奥内シルト岩部層・近川細粒砂岩部層・蜷沢赤褐色砂岩部層・境川青灰色砂岩部層・畑沢川葉理砂岩部層を本層中に区分し、何れの部層にも属しえない部分は本層の主体をなす本質的岩相を示す部分であるとした。

野牛細粒砂岩部層 Noushi Fine Sandstone Member : 〔模式地〕下北部東通村野牛附近野牛川沿岸。〔分布〕本部層は野牛川下流一帯より北海岸にかけて広く発達し、西は石持および石持納屋まで拡がり、東は母衣部附近にいたるまで分布している。〔岩相〕本部層は灰色細粒砂岩を主とし、海綿の骨針を多く含んでいる。一般に凝灰質で層理乏しく、粘土化した浮石を含む細粒砂岩である。また、厚さ 30～100cm の細粒凝灰岩の薄層を挟在している。〔層位関係〕岩屋西方では、砂子又層全体の基底礫岩ともいふべき礫質の粗粒砂岩が発達し、直接の関係は不明であるが、直接先第三系を不整合におおっているものと考えられる。野牛東方約 1km 附近では蒲野沢層を直接不整合におおっている。また、野牛川河床では青平川凝灰岩と直接不整合関係で重なっているが、さらに上流部では本部層下部に砂子又層本来の岩質があつて、その下位に基底礫岩が発達している。すなわち、本部層は北方に向うにしたがつて、より下位の地層を直接おおふような特性をもっている。

蜷沢赤褐色砂岩部層 Shijimizawa Reddish Brown Sandstone Member : 〔模式地〕下北郡田

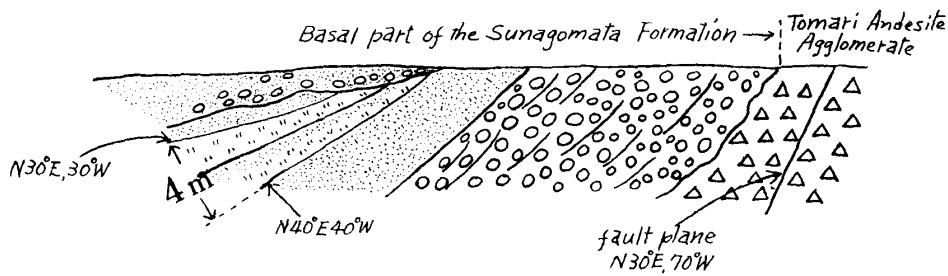


Fig. 5 Sketch showing the basal part of the Shijimizawa Reddish Brown Sandstone Member along the Shijimizawa River.

名部町近川東方蜷沢中流沿岸。〔分布〕本部層は奥内北東鍋谷道沢以南の陸奥湾に面した地帯に南北に分布するほか北部の石持・鹿橋附近にも僅かに分布している。〔岩相〕本部層は赤褐色中粒砂岩で、分級度悪く、風化面に特有の黒い斑点を有している。蜷沢附近では塊状をなすが他では斜交葉理が発達していることが多い。貝化石・砂管は含んでいない。〔層位関係〕近川東方以北の地域では本部層基底部に基底礫岩が発達し、この礫は主として泊安山岩質集塊岩のみに由来し、その堆積状況には特異な関係が観察される。蜷沢上流では第5図に示したように、泊安山岩質集塊岩に近づくにつれて本部層下部は急傾斜し、上方は薄化し、厚い基底礫岩をもって不整合関係で泊安山岩質集塊岩をおもっている。この附近の泊安山岩質集塊岩中には小落差の断層が発達しており、東方地塊の上昇と西方地塊の沈降が本部層堆積時に起ってこのような不整合関係を生じたものと考えられる。これは本部層の下部ほど急傾斜を示し、上部では次第に傾斜を減じ、しかも、各層が薄層化している事実からも当然考えられる。さらに、本部層の一般走向が $N40^{\circ}E$ 前後で、 $30\sim45^{\circ}NW$ の傾斜であるが基底部の礫岩では NS の一般走向をもつにいたっている。以上の関係から、東方の泊安山岩質集塊岩からなる地塊の上昇とともに、本部層を堆積させた海域が次第に北方へと移動していたためにこのような不整合関係を生じたのであらうと考えられる。したがって、本部層と泊安山岩質集塊岩との関係は時間的空隙を表わすような不整合関係ではなくて、構造運動の1表現にすぎないものであると考えている。

境川青灰色砂岩部層 Sakaigawa Bluish Gray Sandstone Member：〔模式地〕下北郡田部町境川附近。〔分布〕模式地附近より浜田を経て南北に帯状に分布するほかその東方に同じく南北に細長く分布する。〔岩相〕本部層は青灰色ないし灰色の砂管の非常に多い、やや堅い砂質頁岩と柔い灰色細粒砂岩の互層よりなっている。〔層位関係〕境川においては、蜷沢赤褐色砂岩部層と指交の関係にある。また、本部層の下位に砂子又層本来の砂岩相が僅かに発達し、その間は整合的である。

畑沢川葉理砂岩部層 Hatazawagawa Laminated Sandstone Member：〔模式地〕下北郡田部町畑沢川川口附近。〔分布〕本層は模式地附近より近川の鉄橋下附近まで南北に約4km延びて分布するのみである。〔岩相〕本部層は灰白色中粒ないし細粒の砂岩で、葉理がよく発達している。模式地附近のものには convolute structure のよく発達したものもみられる。〔層位関係〕本部層は近川南方で近川細粒砂岩部層と指交の関係で尖滅しているが、前川沿岸では近川細粒砂岩部層下部の tongue が尖滅するので、本部層の上位に近川細粒砂岩部層が整合的に重なる関係になっている。

近川細粒砂岩部層 Chikagawa Fine Sandstone Member：〔模式地〕下北郡田部町近川附近。〔分布〕本部層は近川附近を中心とし、北は奥内東方を経て鍋谷道沢にまでも延びている。〔岩相〕本部層は灰色の細粒砂岩を主とし、10cm内外の粗粒砂岩・凝灰岩を挟在する。本部層には砂管海綿の骨針を多く含むほか多数の貝化石を含んでいる。〔層位関係〕本部層は蜷沢赤褐色砂岩部

層と指交の關係にあり，鍋谷道沢以北では奥内シルト岩部層によっておおわれつつ尖滅し，境川以南では境川青灰色砂岩部層と蜆沢赤褐色砂岩部層の間に tongue として挟在し，南下するにしたがつて尖滅している。

奥内シルト岩部層 Okunai Siltstone Member : [模式地] 下北郡田名部町奥内附近。[分布] 本部層は奥内を中心とし，北は今泉川沿岸，南は近川々口まで分布している。[岩相] 本部層は青

Table 1. Foraminifera from the Sunagomata Formation.

Species	Locality	I	II	III
<i>Angulogerina hughesi</i> (Galloway and Wissler)		—	—	R
<i>Anomalina glabrata</i> Cushman		—	R	—
<i>Biloculinella globula</i> (Bornemann)		R	—	—
<i>Bolivina decussata</i> Brady		—	—	R
<i>Buccella inusitata</i> Andersen		—	R	—
<i>Buliminella elegantissima tenuis</i> Cushman and McCulloch		—	—	A
<i>Cassidulina</i> cf. <i>orientale</i> Cushman		—	—	C
C. " <i>sublimbata</i> Asano and Nakamura		—	C	—
<i>Cibicides aknerianus</i> (d'Orbigny)		—	C	—
C. " <i>lobatulus</i> (Walker and Jacob)		C	R	C
C. " cf. <i>lobatulus</i> (Walker and Jacob)		R	—	—
C. " cf. <i>refulgens</i> (Montfort)		C	—	—
C. " <i>pseudoungerianus</i> (Cushman)		R	—	—
<i>Discopulvinulina orbicularis</i> (Terquem)		R	—	—
D. " <i>stachi</i> Asano		C	—	—
<i>Disorbis opercularis</i> (d'Orbigny)		R	—	—
D. " <i>subopercularis</i> Asano		R	—	—
<i>Elphidium advenum</i> (Cushman)		R	—	—
E. " cf. <i>etigoense</i> Husezima and Maruhasi		—	R	—
E. " <i>fax</i> Nicol		C	C	—
E. " <i>jenseni</i> (Cushman)		R	R	—
<i>Eponides haidingeri</i> (d'Orbigny)		R	—	—
E. " cf. <i>haidingeri</i> (d'Orbigny)		—	—	R
E. " <i>nipponicus</i> (Husezima and Maruhasi)?		R	—	—
E. " <i>umbonatus</i> (Reuss)		R	—	—
<i>Fissurina semimarginata</i> (Reuss)		—	R	—
F. " <i>orbignyana</i> Seguenza		R	R	—
<i>Guttulina</i> sp.		R	—	—
<i>Hanzawaia nipponica</i> Asano		R	R	R
<i>Lagena sulcata laevicostata</i> Cushman and Gray		R	—	—
<i>Oolina costata</i> (Williamson)		—	R	—
O. " <i>melo</i> d'Orbigny		—	R	—
O. " cf. <i>melo</i> d'Orbigny		R	—	—
<i>Quinqueloculina sawanensis</i> Asano		C	—	—
<i>Robulus orbicularis</i> (d'Orbigny)		R	—	—
<i>Rotalia beccarii aomoriensis</i> Asano		—	R	—
R. " cf. <i>nipponica</i> Asano		—	—	R
R. " <i>takanabensis</i> (Ishizaki)		—	R	—
R. " cf. <i>takanabensis</i> (Ishizaki)		—	R	—
<i>Spiroplectammina</i> cf. <i>higuchii</i> Takayanagi		R	—	—
<i>Triloculina trigonula</i> (Lamarck)		R	—	—
<i>Uvigerina nitidula</i> Schwager		—	R	—
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny		×	×	
Gl. " <i>pachyderma</i> (Ehrenberg)		×	×	
Gl. " <i>trilocularis</i> d'Orbigny		×		
Gl. " <i>angustiumbilicata</i> (Bolli)			×	
Gl. " <i>eggeri</i> Rhumbler			×	
Gl. " <i>radians</i> Egger			×	
Gl. " <i>subcretacea</i> Lomnicki			×	
Gl. " sp. indet.			×	

I, II,; Chikagawa Fine Sandstone Member, III; Okunai Siltstone Member

灰色ないし灰色のシルト岩を主とし、凝灰岩薄層を挟在する。

近川細粒砂岩部層および奥内シルト岩部層より産出した底棲性並びに浮游性有孔虫化石は第1表の通りである。また、両部層より産出した海棲貝化石については畑井小虎他*(1961)によって詳しく報告されているので茲では省略する。

汐崎礫岩部層 Shiosaki Conglomerate Member : [模式地] 下北郡東通村汐崎海岸。[分布] 本部層は汐崎海岸附近およびその南方目名より田屋にかけて分布する。[岩相] 本部層は礫岩を主とし、凝灰質粗粒砂岩を挟在する。礫岩の基地部は凝灰質粗粒砂岩よりなり、この中に貝化石を含んでいる。[層位関係] 本部層は汐崎附近で野牛細粒砂岩部層に重なり、目名開墾附近では砂子又層本体の岩相に直接重なっている。[化石] 本部層からは、*Chlamys* cf. *daishakaensis*, *Clino-cardium chikagawaense*, *Macoma* aff. *sector*, *Mya cuneiformis*, *Mya japonica*, *Turritella fortilirata* などの貝化石を産出している。

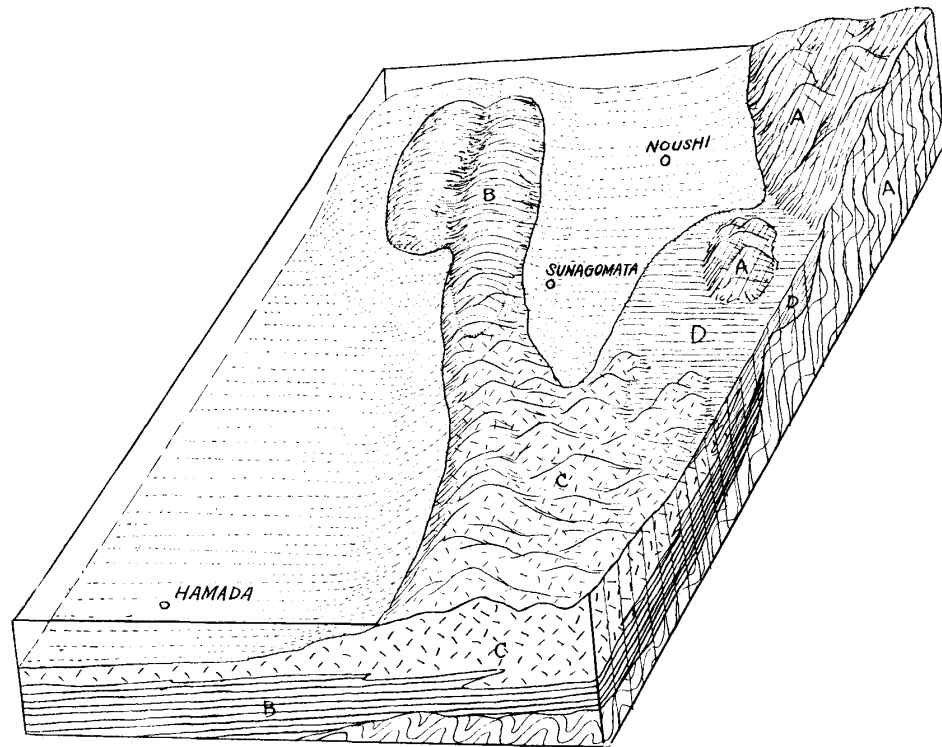
C. 第四系

田名部層 Tanabu Formation : 本層は桑野幸夫 (1956, 1958)・今井功 (1961) らの田名部累層と同一で、その層序はすでに詳しく述べられているので省略する。本層は下北断層の東西両側に分れて分布するが、岩相・堆積の仕方が互いに異っている。東側では本層基底の不整合面はほぼ平坦面をなしており、基盤岩および第三系を斜交不整合関係でおもっており、岩相の変化も著しい。北部では本層は基盤岩と第三系との間の断層地帯直上まで分布している。

3. 砂子又層の堆積状態に関する問題

本地域のほぼ中央部を NNE~SSW に走る下北断層は本地域を構造的に大きな 2 つの単元に分つものであり、断層の東側はジュラ系の基盤よりなる山地とその南の泊安山岩質集塊岩の分布する隆起帯とよりなり、西側は蒲野沢複背斜構造とその周辺の低地帯とよりなっている。下北断層は砂子又層の分布を規定していて、西側地区の陥没が砂子又層堆積盆地形成の主要原因となっているとも考えられる。しかし、一部では砂子又層が下北断層によって截られている所もあるし、一方では西側地区の砂子又層が北東に進むにつれて、より上位の地層が東側地区の下位層に接しており、断層形成はある限られた短い時間に行われたのではなく、砂子又層中下部の堆積とほとんど同時期に行われていたものと考えられる。砂子又層の岩相変化の研究結果と関連させて、砂子又層全体の堆積状況を明らかにし、ひいては下北断層の形成過程についてまでも明らかにする必要がある。砂子又層の最下部を代表するものは南部地域に分布する蜆沢赤褐色砂岩部層で、近川以南では下位の泊安山岩質集塊岩と整合漸移の関係にある。しかも、近川以北では泊安山岩質集塊岩の急傾斜した部分に斜交不整合状に蜆沢赤褐色砂岩部層が重なっていて、下北断層の南部延長が蜆沢赤褐色砂岩部層の分布下に賦存することを暗示している。さらに北上し、蒲野沢複背斜構造の南縁部では、蜆沢赤褐色砂岩部層より上位の畑沢川葉理砂岩部層および近川シルト岩部層に相当する層準が粗粒砂岩となって、直接蒲野沢層を不整合におおうと同時に下北断層を全く被覆し、直接泊安山岩質集塊岩と著しい傾斜不整合関係で接している。蒲野沢複背斜構造の東側を劃する下北断層に沿った NNE~SSW に延びる低地帯に発達する砂子又層は泊安山岩質集塊岩と指交関係にある猿ヶ森層と整合関係にあり、西側の蒲野沢層とは断層で接し、ここでは少なくとも西側の蒲野沢複背斜構造が西から東へ働き上げたような関係を示している。この低地帯の北東延長部である野牛附近から岩屋にかけての一帯では蒲野沢層の上部を占める野牛細粒砂岩部層が直接東側の中生層(ジュラ系)や猿ヶ森層を不整合にお

* 畑井らの報告の中で Loc. 1~5 としたものおよび M1~M3 としたものは筆者らの近川細粒砂岩部層に相当し Loc. 6 としたのも奥内シルト岩部層に相当するものである。



A : Pre-Tertiary C : Tomari Andesite Agglomerate
B : Gamanosawa Formation D : Sarugamori Formation

Fig. 6 Diagram showing the paleogeology during the deposition of the lower part of the Sunagomata Formation.

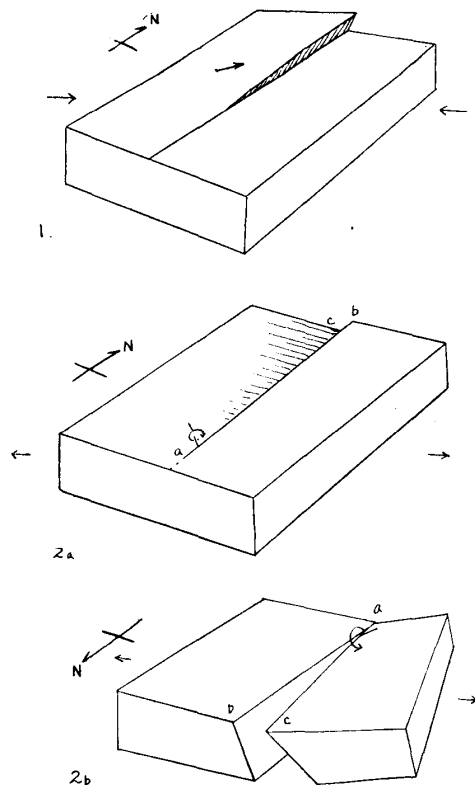
おい、その基底部には著しい礫岩を伴っている。砂子又層のこのような岩相変化と北方への overlapping の関係については今井(1961)も指摘し、“砂子又累層の中部層準の堆積時に堆積盆地は北に拡がり、下位層を overlapping していったものと考えられる”。と述べており、さらに、“このような堆積状態の変化は、泊累層堆積時におけると同様、ほぼ東西性の軸をもち、北が隆起し南が沈降する基盤運動によるものであろう”。と述べている。しかし、このような基盤運動では砂子又層の堆積状態を十分に説明することは出来ない。砂子又層堆積直前の古地理図を堆定してみると、第6図に示すように、基盤のジュラ系よりなる山地が北東部に控え、その西側に蒲沢複背斜構造がほぼ南北に延び、おそらく、南部の泊安山岩質集塊岩の分布する隆起地帯と連続していたものと考えられる。この2つの隆起帯の間には猿ヶ森層の堆積盆地があり、北方の野牛方向にも延びていたと推定される。また、近川より浜田にかけての地域は、蒲野沢複背斜構造と泊安山岩質集塊岩の分布地帯を連ねる隆起帯の西翼を構成し、むしろ沈降地帯となっていたものと考えられる。このような2つの並列した隆起帯の形成は泊安山岩質集塊岩の形成とほぼ平行して行われ、その間の低地帯には細粒の猿ヶ森層を堆積させていたものと思われる。しかし、隆起帯の成長は泊安山岩質集塊岩の堆積末期に最も盛んであったと考えられ、猿ヶ森層堆積盆地もその頃にはほとんど埋積されて仕舞ったものと考えられる。蒲野沢複背斜構造を示す地域の隆起量は最も大きく、その当時は南側の泊安山岩質集塊岩の分布する地帯よりも高度が大であったと考えられる。この隆起帯の西側、すなわち、近川～浜田附近では相対的に反対の沈降が急速に行われる地帯となっていたことは当然考えられる。また、東側の猿ヶ森層堆積盆地の北端にも沈降帯が残存し、これらの地域では、砂子又層最下部の堆積が猿ヶ森層の堆積に引続いて行われていたと考えられる。蒲野沢複背斜構造の成長と削剝が平行して行われているにも拘らず、砂子又層中上部がこの隆起帯の周辺からさらに北東野牛を経て岩屋方面に広く overlapping していることから考えると、北東部地域が何らかの運動を契

機として堆積地域に転化したものと考えられる。すなわち、下北断層形成が砂子又層下部堆積後より砂子又層中部堆積時にかけて行われ、北西地域の陥没を生ぜしめたものと考えられる。この運動は今井(1961)が考えた南下りの運動とは逆で、むしろ、北東地域ほど落差を大きくする様な動きであったと考えた方がよい。このため、削剝をうけていた蒲野沢複背斜構造は著しい不整合をもって砂子又層中部によって overlap され、さらに北東では、やや遅れて野牛細粒砂岩部層が東方の基盤ジュラ系の上に直接不整合で overlapping して行ったものであろう。このような基盤運動が下北断層の形成に関連した運動であって、これは砂子又層の下部と中部の堆積の間に行われたことは明らかである。したがって、砂子又層は、はじめは蒲野沢複背斜構造や東方の基盤岩類の隆起帯と、その間の低地帯および西方の沈降帯形成の運動に参加していて、その下部層を堆積させたが、引続いて起った下北断層の北方および下方え *pivote* するような断層形成の影響をうけて次第に北方え堆積の中心を移動させ、蒲野沢複背斜構造えの overlap や、さらに、北東方向えの overlap を行いながら堆積を行い、これら運動が完全に終結し、本地域から海が後退するに際して、汐崎礫岩部層のような頂上礫岩を形成するに至ったものと考えられる。

4. 下北断層の形成過程についての吟味

上述のように本域地を NNE~SSW に走る下北断層は砂子又層の堆積盆地発達史の基本的な動きを決定したものと考えられ、その南東部に並走する数条の断層と密接な関係をもっている。また、この断層は蒲野沢複斜構造の東側では西から東え押し上げた *thrust fault* 状の様相を示しているにも拘らず、その北東および南西部では西側に砂子又層の堆積を許した沈降帯をひかえ、明らかに西側落ちの正断層の様相をも示している。この相反する現象を説明することは甚だ困難であるが、この断層の動きが砂子又層堆積前の褶曲運動および砂子又層中下部の堆積状態に大きな影響を与えていることは前節において明らかになっている。猿ヶ森層堆積盆地は瀕海域ではあったが絶えず沈降を行っており、はゞ一定した堆積物の連続的な埋積の行われた地域である。さらに、東方の基盤ジュラ系よりなる隆起地域と、西方の蒲野沢複背斜構造ならびにその南部の泊安山岩質集塊岩分布地帯を連ねる隆起帯が猿ヶ森層堆積の全期を通じて絶えず隆起を行い続けていたことが推察され、猿ヶ森層堆積末期には東方の隆起地域の上昇と共に蒲野沢複背斜構造の輪郭は既に出来上って、しかも、侵蝕地域となっていたものと考えられる。すなわち、猿ヶ森層堆積盆地の形成と、埋積を決定づけた運動そのものが蒲野沢複背斜構造その他の褶曲構造の大要をもたらしした褶曲運動であったと考えられる。蒲野沢複背斜構造は単なる地壘的上昇地塊ではなく、東西性の横圧による褶曲であることは蒲野沢層の構造によって明らかである。この褶曲の形成と下北断層の形成は時間的にもほとんど同時期と考えられ、それらの間には成因的にも密接な関係があると思われる。したがって、蒲野沢複背斜構造、および、その褶曲を形成した東西性の横圧力とその *plastic limit* を越えた時に生じた断裂が下北断層の最初の形成(起源)であることは論を俟たない。若し、そうだとすると、この断層は東西性の横圧力に由来するものであり、Anderson (1951) による *fault* の *origin* と *stress direction* についての理論を借りて考察すると、当然西から東え押し上げる *thrust fault* (又は東から西え押し上げる *thrust fault*) か、あるいは、東側地塊が南西に *shift* し、北西側地塊が北東に *shift* するような *wrench fault* になるかの何れか、又はそれらの複合したものとなる。何れにしても、この断層は東西の横圧力によって生じた *shear fault* である。蒲野沢複背斜構造が、その東方で西から東え押し上げている事実や、下北断層に沿って北東に *shift* していることなどは上述の2つの法則性が同時に満足させられ、複合したものとなっている。すなわち、*stress ellipsoid* における *intermediate stress axis* が全く水平ではなくて、多少傾斜をもっていたものと考えられる。しかし、下北断層は、南西部で砂子又層中部におおわれていて次第に落差をなくし、ついに消滅して

いることや、砂子又層の堆積状態から推定して、西側落しの正断層で、しかも、その南西端において断層面に垂直な軸を中心として廻転を行った様な **pivoted fault** の性質をもっている。第7図は



1 : formation of semi-thrust fault
2_a-2_b rotational movements after the release of compression.

Fig. 7 Diagram showing the movements of Shimokita fault.

その概念をあらわしたものである。したがって、最初に褶曲運動の過剰横圧力によって生じた西から東への **thrust fault** が、その **load** 解放後 **release fracture** としての性格に転向し、西側落しの正断層的なものとなったことを考える必要がある。このさい、最初に生じた衝上性断層が、全く西から東へ衝上げたのではなくて、水平的な **shift** をも伴っていて、SW りよ NE に向って衝上げており、しかも、南西端では **displacement** はなくなっている。したがって、この衝上の後に伴う **release fault** は当然北東に向うほど落差の大きくなるような **pivoted fault** の性質をもってくるだろう。このような性質を示す NNE~SSW 性の、ほとんど平行した断層や、明らかに東傾斜の面をもった東落しの正断層などが雁行状に配列していることは、下北半島北東部の地質構造発達史を大きく特徴づけるものであり、中新世後期の褶曲とそれに伴った衝上性断層の形成とさらにその後の **load** の **release** によって生れた **release fault** と引続いた堆積盆地の形成という一連の造構運動を物語っているものと考えられる。また、このような表層の構造型式は、先第三系基盤岩類の地塊運動的な動きを捉える上にも重要であり、ひとり下北半島のみならず、他の地域においても充分な検討を加える必要があるものと思われる。

5. 結 語

本地域の新第三系はジュラ系を基盤とし、下位より蒲野沢層、泊安山岩質集塊岩・猿ヶ森層・砂子又層に区分される。蒲野沢層と基盤との関係は不明であるが、地域東部では直接不整合関係に接しているのではないかと考えられる。泊安山岩質集塊岩は蒲野沢層と整合漸移の関係で重なり、一部では指交の関係にあるが、両層全体が同時異相の関係にあるものではない。猿ヶ森層は泊安山岩質集塊岩とは一部整合・一部不整合の関係にある。また、砂子又層は下北断層によって分布を規制され、北東に進むにつれて上部層準が **overlap** するような関係を示している。

下北断層は本地域のほぼ中央部を NNE~SSW に走り、本地域の地質構造を2つの単元に分っている。この西側地域は蒲野沢複背斜構造とこれを取巻く砂子又層堆積の低地帯となっていて、大局的にみると、東側地域が隆起し、西側地塊が陥没した状態をあらわしている。しかし、一部では明らかに西側地域が西より東へ押し上げた構造を残していて、蒲野沢複背斜構造の形成と下北断層の最初の形成は褶曲の極に達して生じた衝上性の剪断々層であって、しかも、多少水平的な **shift** も伴っていたものであったことが判った。下北断層の落差および水平移動は南部で全く消滅し、北東方向で大きくなっていることや、砂子又層の堆積の中心が次第に南から北に移動していることな

どから考えてみると、ひとたび西から東へ衝上して生じた断層が、その後の load の解放のため西側衝上地塊がむしろ tension fault として (Billings, 1952, 1954, pp. 96-97) 陥没を惹き起した release fault であって、陥没の際には南端の落差の消滅する点を支点とし、断層の面に垂直な軸を中心として北方が下方に廻転をしながら陥没した pivoted fault となったものと考えられる。このことは、砂子又層の堆積の中心の北東方向への移動の原因ともなったものであり、砂子又層下部堆積後中部堆積時を通じて行われたものと考えられる。

文 献

- Anderson (1942) : The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. pp. 1-206.
- 青森県 (1954) : 青森県の地下資源. pp. 1-148.
- 藤井敬三 (1960) : 青森県下北半島北東部の地質について. 東北大学理学部地質古生物学教室卒業論文(手記) pp. 1-44.
- 半沢正四郎 (1954) : 東北地方, 日本地方地質誌. 朝倉書店, pp. 1-368.
- Hakai K. (1950) : Cenozoic Mollusca from Aomori Prefecture. Japan. Jour. Conchyl. vol. 90, pp. 128-136.
- Hakai K., Masuda K. and Suzuki Y. (1951) : A note on the Pliocene megafossil fauna from the Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture, Northeast Honshu, Japan. Saito Ho-on Kai Mus Res, Bull, No. 30. pp 18-38.
- 今井 功 (1961) : 五万分の1地質図市説明書「近川」 pp 1-50.
- 岩井淳一 (1951) : 青森県東部の更新統. 東北大学理学部地質古生物学教室研究邦文報告, No. 40. pp 1-31.
- 岩井淳一, 北村 信, 藤井敬三 (1959) : 下北半島田名部町東方地区の地質. 青森県水産商工部商工課, pp 1-9.
- 桑野幸夫 (1956) : 田名部周辺の第三系. 資源資源科学研究所彙報, No. 40, pp 29-40.
- (1958) : 下北半島北東部の地質. 同上, No. 46-47, pp 28-37
- Murata M. (1962) : The Upper Triassic of Cape Shiriya, Aomori Prefecture, Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd Ser. (Geol.), Spec. vol., No. 5, pp. 119-126.
- 小貫義男 (1959) : 青森県尻屋より六射珊瑚の発見 (短報), 地質学雑誌, vol. 65 No. 763 p. 248.
- 佐藤 愼 (1961) : 下北半島の中生界の地質. 東北大学理学部地質古生物学教室卒業論文 (手記) 1-51 頁.
- 東北大学理学部地質古生物学教室 (1947) : 青森県下の石油地質調査報告 (石油開発促進委員会, 未発表)

The Geology and Structure of the North-Eastern Part of the Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture, Japan

—With Special Reference to the Meaning of the Shimokita Fault—

NOBU KITAMURA and KEIZO FUJII

ABSTRACT

In the north-eastern part of the Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture, North-east Honshu, Japan, there are developed Jurassic, Tertiary and Quaternary strata as shown in Fig. 1.

For a long time the pre-Tertiary strata in this area had been considered to Palaeozoic in age from the superficial resemblance of its facies to the Palaeozoic strata developed in the

Kitakami Mountainland. In 1959, Onuki found such Jurassic corals as *Kobya shiriyensis*, *Microsolenia* spp., and *Stromatopora* sp. from the limestone at Shiriya, thus the supposed Paleozoic age was proved to be Jurassic. Sato (1961) studied the stratigraphy of the Jurassic rocks of this area and proposed the name of Shimokita Group for them, which he classified into four formations; from the lower to upper, Tatemachijima Formation, Shiriya Formation, Iwaya Formation and Katasakiyama Formation. Recently, Murata (1962) examined the stratigraphical sequence of the Shimokita Group and studied its fossils. As the result he reported that the Katasakiyama Formation should be omitted from the Shiriya Group because of being barren of fossils, having dissimilar rock facies and showing different geological structures. The geological age of the Shimokita Group is ascertained to be Upper Jurassic from the study of its corallian fossils by Murata, but the age of the Katasakiyama remains unknown.

The Gamanosawa Formation is typically developed around the Gamanosawa anticlinorium in the south of Gamanosawa. Its lower boundary is not exposed in this area. This formation consists mainly of black shale and banded grey siltstone with intercalations of conglomerate in the lower part and acidic tuff in the upper. Only the free from silicification yellowish grey diatomaceous siltstone in the middle part of this formation is developed around the western peripheral part of the Gamanosawa anticlinorium. The upper part of this formation is represented by so many intercalations of acidic tuffs that it can be called by the name of Aoberagawa Tuff Member. Imai (1961) regarded this member as an equivalent of the lower part of the Gamanosawa Formation and to be only a lateral facies variation. But from our stratigraphical studies, no evidence could be found to indicate the equivalency of the Aoberagawa Tuff Member and the lower part of the Gamanosawa Formation: and it can be said that in general it is situated in a horizon rather higher than the diatomaceous siltstone.

The Tomari Andesitic Agglomerate is equivalent to the Hiyamizu facies of the Tomari Formation of Imai's division. This formation is represented by andesitic pyroclastics such as agglomerate, tuff breccia, lapilli tuff and tuff, rarely with intercalations of andesite lava flows. This agglomerate rests with conformity on the Gamanosawa Formation, although its basal part interfingers with the upper part of the Gamanosawa Formation at some places.

The Sarugamori Formation is equivalent to the Sarugamori facies and Tashiro facies of the Sarugamori Formation of Imai's division and consists of an alternation of conglomerate, tuffaceous siltstone and cross-bedded sandstone with the intercalation of carbonaceous siltstone or lignites. Many marine Mollusca and Foraminifera were collected from the sandstone of this formation which intertongues into the Tomari Andesitic Agglomerate, while in the vicinity of Sarugamori, it has yielded many plant fossils and several seams of lignites. At the south-western part of distribution, the Sarugamori Formation interfingers with the Tomari Andesitic Agglomerate. Only around there, the sedimentary structures which indicate slope deposition are observed. It is evident that these structures were due to the differential movements during the deposition of the Tomari Andesitic Agglomerate or the Sarugamori Formation.

The Sunagomata Formation, the greater part of which is developed in the western part

of the Shimokita Fault, consists of various kinds of sandstones and siltstones. From that the successive beds of the Sunagomata Formation extended farther and farther north-eastward, overlapping one another, the sedimentation of this formation may have been intimately related to the movements of the Shimokita Fault. Consequently, it was necessary to make a detail examination of the facies variation of this formation. Seven named and one unnamed members can be recognized within the Sunagomata Formation. The unnamed member shows the proper facies of the Sunagomata Formation and consists of yellowish grey cross-bedded tuffaceous sandstone. The Sunagomata Formation proper is developed only around the Gamanosawa anticlinorium. The Noushi Fine Sandstone Member accompanying basal conglomerate is developed in the northern part of this area and seems to cover directly the Jurassic Shimokita Group, while at the upstream of the Noushi river it rests with unconformity on the lower part of the Gamanosawa Formation and Aoberagawa Tuff Member. The Shiosaki Conglomerate Member, the top-conglomerate of the Sunagomata Formation, is developed only in the north-western part of this area and rests with conformity on the Noushi Fine Sandstone Member and the Sunagomata Formation proper. The Shijimizawa Reddish Brown Sandstone Member is developed only in the southern part of this area and its facies change laterally to the unnamed part of the Sunagomata Formation distributed around the Gamanosawa anticlinorium. In the north-eastern part of Chikagawa this member rests with unconformity on the Tomari Andesitic Agglomerate accompanying basal conglomerate, while at the more southern part the relation between them is a conformity. The Sakaigawa Bluish Grey sandstone Member is represented by compact fine-grained sandstone with abundant sandpipes and interfingers with the Shijimizawa Reddish Brown Sandstone Member. The Hatazawagawa Laminated Sandstone Member is developed only in the southern part of Chikagawa and rests with conformity on the Sakaigawa Bluish Grey Sandstone Member or the Shijimizawa Reddish Brown Sandstone Member. Both the Chikagawa Fine Sandstone Member and next overlying Okunai Siltstone Member were formerly treated as the Chikagawa Formation but these interfinger with the Sunagomata Formation proper and the Shijimizawa Reddish Brown Sandstone Member or Hatazawagawa Laminated Sandstone Member. These members yielded many Pliocene Mollusca and Foraminifera.

The Quaternary Tanabu Formation is developed in the lowland area in the north-western part or the eastern part of this area and consists of sand, gravel, silt and clay.

The Shimokita Fault, which divides this area into two parts, strikes over long distances from NNE to SSW without deviation. The western area of this fault is characterized by the Gamanosawa anticlinorium and the depositional area of the Sunagomata Formation, on the other hand, the eastern area of it lacks the distribution of the Sunagomata Formation except for a narrow area along the Shimokita Fault, and comprises two highlands of Jurassic rocks and Tomari Andesitic Agglomerate, in the north and south, respectively. The area between these highlands is occupied by the Sarugamori Formation which interfingers with the Tomari Andesitic Agglomerate at the foothills of the southern highlands. In general, it may be said that the western area of this fault was thrown down before the deposition of the greater parts of the Sunagomata Formation. At the southern part of this area the upper part of the Tomari Andesitic Agglomerate is covered by the Shijimizawa

Reddish Brown Sandstone Member with partial unconformity. The southern extension of the Shimokita Fault is covered by a certain horizon of the Shijimizawa Reddish Brown Sandstone Member and seems to disappear owing to the displacement step by step. The basal part of the Shijimizawa Reddish Brown Sandstone Member keeps more steep dips and gradually reduces its degree upwards and to overlap one another, finally, the upper horizon of this member covers directly on the Tomari Andesitic Agglomerate with unconformity, while the basal part of this member rests with conformity on the Tomari Andesitic Agglomerate farther south. This description illustrates that the western depositional area was subsiding during the deposition of the lower part of the Sunagomata Formation, and that such westward subsiding movements is due to the tensional character of the Shimokita Fault. At the north-eastern part of this area, where the Noushi Fine Sandstone Member is developed, the northern extension of the Shimokita Fault is concealed under the Noushi Sandstone Member. The thin conglomerate of the Noushi Fine Sandstone Member overlaps on the Jurassic Shimokita Group with unconformity. Also in this area the higher horizons of the Noushi Fine Sandstone Member extend farther and farther north-eastwards, overlapping one another along the boundary between the Jurassic rocks and the Sunagomata Formation. From the sedimentary attitude of the Sunagomata Formation, the Shimokita Fault may be safely assumed to have the characters of a rotational fault or pivotal fault because the displacement becomes less at the southern part of this area but gradually increases north-eastwardly. On the other hand, the Gamanosawa Anticlinorium was thrust up from west to east on the lower part of the Sunagomata Formation. As the axis of the foldings of this area is arranged with almost N-S trend, the principal stresses which deformed the strata of this area might have the orientation of E-W. It is most reasonable to think that the Shimokita Fault originated in a form of shear fracture after the plastic deformation such as foldings. If so, the fault should have a character of thrusting or wrench-faulting so far as the maximum compressional stress lines in the horizontal plane are concerned. When the intermediate compressional stress axis lies in the inclined plane and the over-burden is small, the mode of the deformation will become complicated, and the resulting structure resemble both thrust and wrench faulting. North-eastward shifting of the Gamanosawa anticlinorium with regard to the highland of the Tomari Andesitic Agglomerate and the evidence of thrust up from west to east satisfy the above mentioned reasoning. A contradiction in the movements of the Shimokita Fault may be explained logically, that the tensional stress perpendicular to the maximum compressional stress is produced by an elastic release of the compression. Then, the thrust fault which occurred once after the formation of the anticlinorium or folding was changed to a tensional normal fault by the elastic release of the compression. In this case, as the displacements of the Shimokita Fault cannot be observed or can be considered to have disappeared at some points in the southern part of this area, release movements of the western hanging wall of this fault rotated downward about an axis at the southern edge of the area so as to make a pivotal fault. The characteristic features of the sedimentation of the Sunagomata Formation may have been the result of these later release movements of the Shimokita Fault.